تأثیر حرارت روی آب‌گریزی و برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک

نگار نورمهناد[۱*]، سید حسن طباطبایی[۱]، عبدالرحیم هوشمند[۲]، محمد رضا نوری امامزاده‌ای[۱] و شجاع قربانی دشتکی[۳]

(تاریخ دریافت:۱۳۹۱/۰۳/۲۸ ؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۰۳)

چکیده

عموماً خاک‌های خشک به‌راحتی آب را جذب می‌کنند. اما در همه خاک‌ها این خصوصیت دیده نمی‌شود. بعضی از خاک‌ها (خاک‌های آب‌گریز) در برابر مرطوب شدن از خود مقاومت نشان می‌دهند. با توجه به‌اهمیت موضوع و مطالعات کم صورت گرفته در زمینه آب‌گریزی خاک، هدف از تحقیق حاضر بررسی تأثیر حرارت بر آب‌گریزی و برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک می‌باشد. به این‌منظور خاک اولیه پس از ترکیب با کمپوست در دماهای ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در آون یا کوره به‌مدت ۳۰ دقیقه حرارت داده شد. نتایج نشان داد که پس از انجام تست‌های آب‌گریزی، تیمار شاهد (خاک اولیه- حرارت ندیده) و خاک حرارت دیده در دمای ۳۰۰ درجه به‌ترتیب دارای زمان نفوذ قطره آب (WDPT) و درصد محلول اتانول (MED) برابر با ۴۵ ثانیه و ۱۷%، ۸۰ ثانیه و ۲۳% بودند. به‌این ترتیب خاک موردنظر در ابتدا دارای آب‌گریزی اندک بود و سپس با حرارت دادن در ۳۰۰ درجه آب‌گریزی قوی در آن ایجاد شد و با بالاتر رفتن دما، ناگهان آب‌گریزی از بین رفت. بافت خاک نیز در اثر حرارت در دماهای بالا (۴۰۰ و ۵۰۰ درجه) تغییر کرد و از لومی به لوم شنی تبدیل شد. که علت آن همجوشی ذرات رسی و ایجاد ذراتی با اندازه شن می‌باشد. درصد ماده آلی نیز در تیمارهای مختلف با افزایش دما کاهش یافت. مقدار pH عصاره اشباع نیز تا ۲۰۰ درجه کاهش و پس از آن در تیمار ۵۰۰ درجه به‌دلیل افزایش خاکستر موجود در خاک، افزایش یافت. کاهش مواد آلی و معدنی و سوختن آنها در اثر حرارت موجب شد در تمام تیمارهای حرارتی با بالا رفتن دما هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک کاهش یابد.

کلمات کلیدی: آب‌گریزی، بافت خاک، حرارت، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی

۱. گروه مهندسی کشاورزی، دانشگاه پیام نور

۲. گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید چمران اهواز

۳. گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهرکرد

*: مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: negar_nourmahnad@yahoo.com

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

مقدمه

به‌طور کلی خاک‌های خشک به‌دلیل اثرات متقابل نیروهای دگردوستی و همدوستی بین ذرات خاک و آب، تمایل به جذب آب دارند، این خاک‌ها آبدوست (Hydrophilic) نامیده می‌شوند (۱). اما بعضی از خاک‌ها با گذشت زمان خصوصیات آب‌گریزی در آنها گسترش می‌یابد و به آب اجازه نفوذ نمی‌دهند، این خاک‌ها آب‌گریز (Hydrophobic) نامیده می‌شوند (۳۴). در واقع مقاومت خاک به مرطوب شدن برای دوره‌های زمانی چند دقیقه‌ای، چند ساعته و حتی بالاتر را آب‌گریزی خاک گویند (۲).

بسیاری از خاک‌های جهان آب‌گریزاند و به‌همین دلیل مدیریت آنها دشوار و اثرات منفی روی تولیدات کشاورزی و محیطی دارند (۴۴). کاهش میزان آب با افزایش آب‌گریزی خاک مرتبط است، بنابراین تغییرات مکانی میزان آب منجر به‌تغییرات مکانی آب‌گریزی واقعی در خاک می‌شود (۹). آب‌گریزی خاک در هیدرولوژی اهمیت چشمگیری دارد. در حقیقت آب‌گریزی خصوصیتی است که در رشد گیاهان، هیدرولوژی سطحی و زیر سطحی و فرسایش خاک تأثیرگذار است (۲۰). مطالعات نشان داده آب‌گریزی موجب پاشیدگی ذرات خاک در اثر ضربه قطره باران و فرسایش آبی و بادی خاک می‌شود. هم‌چنین آب‌گریزی موجب کاهش ظرفیت نفوذ خاک‌ها، افزایش جریان سطحی و فرسایش خاک و غیریکنواختی الگوی رطوبتی، توسعه جریان‌های ترجیحی (Preferential flow) و آبشویی مواد شیمیایی کشاورزی می‌شود (۳۶ و ۳۹).

ارتباط بین فرسایش خاک با آب‌گریزی عموماً به‌واسطه ارتباط معکوس آن با رطوبت خاک تحلیل می‌شود به‌نحوی که در برخی از اوقات صرفاً یک خشکی کوتاه مدت بین رگبارها منجر به ایجاد این پدیده در خاک می‌شود (سایر و همکاران، ۲۰۰۶ به نقل از ۳). بیشتر گزارش‌ها اثر آب‌گریزی بر کاهش ظرفیت نفوذ خاک (۲۸، ۴۳) و افزایش رواناب (۱۱، ۳۲ و۴۵) را نشان می‌دهد. آب‌گریزی در خاک‌های خشک شدید است و با افزایش رطوبت کاهش می‌یابد. اصولاً میزان رطوبت خاک اثر زیادی روی آزمایش‌های آب‌گریزی دارد (۲۹). رطوبت بین آون خشک و هوا خشک (pF=۵/۶) اثر کمی روی نفوذ اتانول و آزمایش‌های شدت نفوذ دارد. اما اندازه‌گیری با روش قطره اتانول در رطوبت‌های بیشتر از هوا خشک صحت و دقت لازم را ندارد (۲۹). در میزان آب خاک بین هوا خشک و پژمردگی دائم (pF=۴/۲)، شدت نفوذ آب در خاک‌های مختلف تغییر نمی‌کند و یا کاهش می‌یابد و سپس سریعاً افزایش می‌یابد و به‌میزان ثابتی در نزدیکی ظرفیت زراعی (pF=۲/۵) می‌رسد. طبق پیشنهاد کینگ (۲۹) بهتر است آزمایش‌های آب‌گریزی روی خاک‌های هوا خشک یا آون خشک انجام شود.

در زیر رطوبت بحرانی(Critical moisture content)، خاک آب‌گریز و بالای آن خاک آبدوست است (۱۰، ۱۸ و ۴۵). رطوبت بحرانی، حداقل رطوبتی است که در آن خاک از حالت آب‌گریز به آبدوست تغییر می‌یابد (۱۸). مقدار رطوبت بحرانی به نوع خاک بستگی دارد. درجه آب‌گریزی می‌تواند با تغییرات فصلی نیز تغییر کند یعنی بالا و پایین رفتن سطح آب زیرزمینی روی درجه آب‌گریزی تأثیر دارد. دکر و ریتسما (۱۸) آب‌گریزی واقعی و پتانسیل آب‌گریزی را تشخیص دادند. پتانسیل آب‌گریزی حداکثر آب‌گریزی که خاک می‌تواند داشته باشد را نشان می‌دهد. زمانی‌که آب‌گریزی در شرایط مزرعه اندازه گرفته می‌شود بیانگر آب‌گریزی واقعی است درحالی‌که آب‌گریزی نمونه‌های آون خشک به‌عنوان پتانسیل آب‌گریزی درنظر گرفته می‌شود. پتانسیل آب‌گریزی وابسته به زمان نیست اما از یک مکان به مکان دیگر با توجه به تغییرات پوشش گیاهی متغیر است.

یکی از اثرات آتش‌سوزی، آب‌گریزی خاک است. آتش، مواد آلی را کاهش (۵)، چگالی ظاهری را افزایش (۶ و ۲۱)، بافت خاک را تغییر (۷ و ۴۲) و بر آب‌گریزی خاک تأثیر می‌گذارد (۱۴). دما یک نقش اساسی در ایجاد این تغییرات ایفا می‌کند (۷ و ۲۴). طبق بررسی دبانو (۱۵)، بعضی از روابط بین آب‌گریزی و دمای خاک عبارت‌اند از :

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

جدول ۱. مشخصات خاک مورد آزمایش

شن (%)	رس (%)	سیلت (%)	بافت	چگالی ظاهری (gr/cm^3)	pH	EC (mS/cm)
۴۶/۳۸	۱۴/۱۱	۳۹/۴۹	لوم	۱/۲۷	۸/۰۴	۰/۲

الف) زمانی‌که خاک‌ها در دمای کمتر از ۱۷۵ درجه سانتی‌گراد حرارت می‌بینند، تغییرات اندک در آب‌گریزی اتفاق می‌افتد (۱۳).

ب) هنگامی‌که خاک‌ها در دمای بین ۱۷۵ تا ۲۰۰ درجه حرارت می‌بینند آب‌گریزی شدید اتفاق می‌افتد (۱۳ و ۳۱).

ج) زمانی‌که خاک‌ها در دمای بین ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه حرارت می‌بینند، آب‌گریزی از بین می‌رود (۱۲، ۲۵، ۳۱ و۳۷).

در تحقیقی که توسط ذوالفقاری و حاج عباسی (۲) در منطقه لردگان و فریدون شهر انجام شد تأثیر دو عامل رطوبت و میزان مواد آلی بر آب‌گریزی خاک مورد بررسی قرار گرفت و آب‌گریزی خاک به روش زمان نفوذ آب در خاک به‌دست آمد. آب‌گریزی واقعی خاک در دی ماه، که رطوبت خاک حدود ۱۸-۲۲ درصد بود، در جنگل دست نخورده دیده نشد. در حالی‌که در تیرماه که رطوبت خاک ۵ درصد بود، خاک آب‌گریز بود. دبانو و کرامس (۱۶)، در یک مطالعه آزمایشگاهی نشان دادند که حرارت دادن یک خاک مخلوط شده با ماده آلی توسط کوره در دماهای مختلف و در طول زمان‌های مختلف می‌تواند سبب تشدید آب‌گریزی شود. پوشش مؤثرتر ذرات معدنی خاک در دماهای پایین و طول دوره زمانی کمتر اتفاق می‌افتد و دماهای بالاتر و زمان طولانی‌تر حرارت موجب تخریب مواد آلی که مسبب آب‌گریزی هستند، می‌شود (۱۶). استوف و همکاران (۴۰) نیز تأثیر حرارت دادن را روی خصوصیات فیزیکی و منحنی رطوبتی خاک‌ها بررسی کردند و نشان دادند میزان مواد آلی، چگالی ظاهری و منحنی رطوبتی خاک با توجه به دمایی که در آن خاک حرارت داده می‌شود، تغییر می‌کنند. خصوصیاتی از خاک که روی آب‌گریزی اثر دارد، عبارتند از مقدار و نوع ماده آلی (۱۳، ۱۹ و ۲۸) بافت خاک (۱۳) میزان آب خاک (۱۲ و ۳۵) و شرایط کلی محیط گیاه و خاک. در تحقیق حاضر تأثیر حرارت روی آب‌گریزی و برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک تعیین می‌شود.

مواد و روش‌ها

این بررسی در پاییز ۱۳۹۰ در آزمایشگاه‌های آبیاری و خاکشناسی دانشگاه شهرکرد انجام شد. در این تحقیق از خاک با بافت متوسط لومی با مشخصات جدول ۱ استفاده شد. میزان مواد آلی خاک نیز در حدود ۱ درصد بود و از آنجا که حرارت روی آب‌گریزی خاک‌های آلی تأثیر دارد و تغییر مواد آلی خاک سبب تغییر در آب‌گریزی می‌شوند، به خاک مورد استفاده که ازنظر مواد آلی فقیر بود، کمپوست قارچ (کود) به‌اندازه ۵۰ درصد حجمی اضافه شد. به این منظور چگالی ظاهری خاک با استفاده از استوانه‌های نمونه‌برداری تعیین شد و با توجه به آن، حجم وزن مشخصی از خاک به‌دست آمد. از آنجا که چگالی ظاهری کمپوست قارچ تقریباً برابر با ۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب بود، بنابراین به‌اندازه حجم خاک موردنظر، کمپوست با آن ترکیب شد.

به‌منظور بررسی اثر حرارت روی آب‌گریزی، خاک تحت تأثیر ۵ تیمار حرارتی در ۳ تکرار در قالب طرح آزمایشی کاملاً تصادفی قرار گرفت. تیمارهای تحقیق عبارت‌اند از:

خاک حرارت دیده در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌مدت ۳۰ دقیقه (T100)، خاک حرارت دیده در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌مدت ۳۰ دقیقه (T200)، خاک حرارت دیده در دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌مدت ۳۰ دقیقه (T300)، خاک حرارت دیده در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳۰ دقیقه (T400)، خاک حرارت دیده در دمای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌مدت ۳۰ دقیقه (T500)، خاک بدون حرارت (شاهد) (Ctrl).

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

جدول ۲. کلاس‌بندی زمان نفوذ قطره آب با توجه به‌خصوصیات آب‌گریزی (به نقل از ۲۷)

درجه آب‌گریزی	زمان نفوذ قطره آب
قابل مرطوب شدن	ثانیه ۵ ≥
اندک	۵- ۶۰ ثانیه
قوی	۶۰ ثانیه- ۱۰ دقیقه
شدید	۱۰ دقیقه- ۱ ساعت
بسیار شدید	۱ -۶ ساعت

خاک‌های مورد آزمایش در حرارت معین درون آون و کوره قرار داده شدند. از آنجا که زمان حرارت دادن نیز روی آب‌گریزی تأثیر دارد، زمان ۳۰ دقیقه بررسی شد (۴۰). خاک‌ها پس از حرارت دیدن در کوره، در دمای محیط قرار داده شدند تا با دمای محیط به تعادل برسند سپس از نظر آب‌گریزی مورد بررسی قرار گرفتند. برای تعیین آب‌گریزی از دو روش آزمایش قطره آب (۱۷) و آزمایش مولاریته محلول آب و الکل (۳۰) استفاده شد و نتایج با یکدیگر مقایسه شدند. روش قطره آب یا زمان نفوذ آب در خاک (Water Drop Penetration Time) شامل قرار دادن سه قطره آب مقطر (Lμ 80) توسط قطره چکان پزشکی روی سطح صاف خاک و اندازه‌گیری مدت زمان نفوذ و جذب قطره‌ها توسط خاک می‌باشد (۱۷ و ۲۳). این روش به‌علت سادگی تقریباً همیشه مورد استفاده قرار می‌گیرد حتی اگر روش‌های دیگر برای تعیین آب‌گریزی خاک به‌کار برده شود، این روش قادر به جداسازی خاک‌ها از نظر آب‌گریز بودن یا نبودن است (۳۰). دبانو (۱۳)، دکر و جانگریس (۱۷) و دکر و ریتسما (۱۸) از معیاری به‌صورت جدول ۲ برای تعیین شدت آب‌گریزی خاک و کمی کردن آب‌گریزی خاک استفاده کردند.

در روش مولاریته محلول آب و الکل، محلول آب و الکلی که در کمتر از ۵ ثانیه در خاک نفوذ می‌کند به‌عنوان کشش سطحی بحرانی نامیده می‌شود. در این روش یک سری ازمحلول‌های آب و الکل با درصد حجمی صفر تا ۴۰ درصد الکل که دارای کشش سطحی متفاوت هستند برای تعیین شدت آب‌گریزی استفاده شدند. هر چه غلظت اتانول در محلول بیشتر باشد کشش سطحی کاهش می‌یابد. بنابراین مشاهده می‌شود که محلول‌هایی که کشش سطحی آنها پایین‌تر است، خودبه‌خود در خاک نفوذ می‌کنند. کشش سطحی محلولی که در کمتر از ۵ ثانیه در خاک نفوذ می‌کند، کشش سطحی محلولی است که خاک را با زاویه تماس کمتر از ۹۰ درجه خیس می‌کند(۴).

پس از انجام تست‌های آب‌گریزی، چگالی ظاهری با روش نمونه استوانه‌ای (۸)، میزان کربن آلی با روش خاکستر (۳۳) درصد ذرات و بافت خاک به روش هیدرومتر (۲۴) تعیین شد. قبل از تعیین بافت خاک برای از بین بردن مواد آلی از آب اکسیژنه استفاده شد. مقدار EC و pH نیز با استفاده از دستگاه هدایت سنج الکتریکی و pH متر تعیین شد. سپس نتایج با استفاده از نرم‌افزار SAS8 آنالیز شدند.

نتایج و بحث

در این مطالعه به‌منظور بررسی تأثیر دو عامل حرارت و میزان مواد آلی خاک بر آب‌گریزی، خاک‌ها علاوه بر ۳۰ دقیقه، به‌مدت یک ساعت نیز حرارت داده شدند اما از آنجا که کلیه خاک‌هایی که به‌مدت ۱ ساعت حرارت دیدند، همگی آبدوست بودند لذا در این بخش فقط خاک‌هایی که ۳۰ دقیقه حرارت دیدند مورد بررسی قرار گرفتند. این موضوع با نظر دبانو و کرامس (۱۶) مطابقت دارد براساس نظر آنها پوشش مؤثرتر ذرات معدنی خاک در دماهای پایین و طول دوره زمانی کمتر اتفاق می‌افتد و دماهای بالاتر و زمان طولانی‌تر حرارت موجب تخریب مواد آلی و درنتیجه کاهش آب‌گریزی می‌شود.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

جدول ۳. وضعیت خاک‌ها قبل و پس از حرارت دادن به‌مدت نیم ساعت در دماهای مختلف (یک روز پس از حرارت دادن)

تیمار	وضعیت آب‌گریزی
Ctrl	آب‌گریزی اندک
T100	آبدوست
T200	آبدوست
T300	آب‌گریز قوی
T400	آبدوست
T500	آبدوست

در جدول ۳ وضعیت آب‌گریزی خاک‌ها پیش و پس از نیم ساعت حرارت دادن در دماهای مختلف آورده شده است. در دمای ۳۰۰ درجه شاهد پیدایش آب‌گریزی خاک هستیم این نتیجه با نتایج دبانو (۱۵) مطابقت دارد. اصولاً آب‌گریزی، در خاک‌هایی مشاهده می‌گردد که خاک خشک، و میزان مواد آلی خاک بالا باشد که میزان بالا بودن مواد آلی به بافت خاک وابسته می‌باشد (۲). طبق نظر دبانو (۱۳) حرارت دادن خاک‌های آبدوستی که حداقل ۲- ۳ درصد ماده آلی دارند، زمانی‌که دما بین ۱۷۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد می‌تواند سبب بروز آب‌گریزی شود. میزان رطوبت بر آب‌گریزی خاک و درنتیجه آزمایش‌های آب‌گریزی مؤثر است اما رطوبت‌های بین آون خشک و هوا خشک تأثیر اندکی روی نفوذ محلول الکل دارد (۲۹). بنابراین آزمایش‌های آب‌گریزی روی نمونه‌های خاک خارج شده از کوره، پس از به تعادل رسیدن با دمای محیط انجام شد.

پس از انجام تست‌های آب‌گریزی، تیمار شاهد (خاک اولیه‌ی حرارت ندیده) و خاک حرارت دیده در دمای ۳۰۰ درجه به‌ترتیب دارای WDPT و MED برابر با ۴۵ ثانیه و ۱۷%، ۸۰ ثانیه و ۲۳% بودند. به‌این ترتیب در ابتدا خاک آب‌گریزی اندکی داشت سپس با افزایش دما در ۳۰۰ درجه آب‌گریزی شدید در خاک ایجاد شد و پس از آن با افزایش بیشتر دما ناگهان از بین رفت. دوار و همکاران (۲۱) نشان دادند که آب‌گریزی در ابتدا و قبل از حرارت دادن خاک، در آن وجود داشت و با افزایش دما افزایش یافت و سپس در دمای بین ۲۶۰ و ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد ناگهان از بین رفت. طبق بررسی آنها آستانه دما برای تخریب آب‌گریزی با افزایش دوره زمانی حرارت دادن، کاهش یافت. از ۳۰۰ الی ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد برای ۵ دقیقه حرارت دادن تا ۲۵۰ الی ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد برای ۴۰ دقیقه حرارت دادن تغییر کرد. علاوه بر این ناکایا (۱۹۸۲) نیز گزارش کرده که آب‌گریزی در دمای ۲۵۰ تا ۲۰۰ افزایش می‌یابد و در بالای ۲۷۰ درجه کاهش پیدا می‌کند (به نقل از ۳۴). فرانکو و همکاران (۲۲) در خاک‌هایی که در دماهای بالا خشک شدند آب‌گریزی را مشاهده کردند در حالی‌که ریتسما و همکاران (۳۶) هیچ اثری از دما را روی نمونه‌های خاک خشک شده در ۲۵، ۴۵ و ۶۵ درجه سانتی‌گراد را گزارش نکردند.

حرارت دادن خاک موجب می‌شود مواد آلی بخار شده و در بین ذرات خاک محبوس و در آنجا سرد شود. این تبخیر در دمای خاصی روی می‌دهد (۱۵). در واقع حرارت دادن باعث فعل و انفعالات شیمیایی در مواد آلی می‌شود که این فعل و انفعالات سبب ایجاد آب‌گریزی در خاک می‌شود. طبق نظر ساواچ (۳۷) بیشترین تجزیه شیمیایی مواد آلی در دمای۳۵۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد. از اثرات دیگر بالا رفتن دمای خاک، تغییر بافت آن است (۷ و ۴۲). همان‌طور که در جدول ۴ نشان داده شده بین خاک‌های حرارت داده شده و خاک حرارت ندیده از نظر درصد شن، درصد رس و سیلت تفاوت معنی‌دار

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

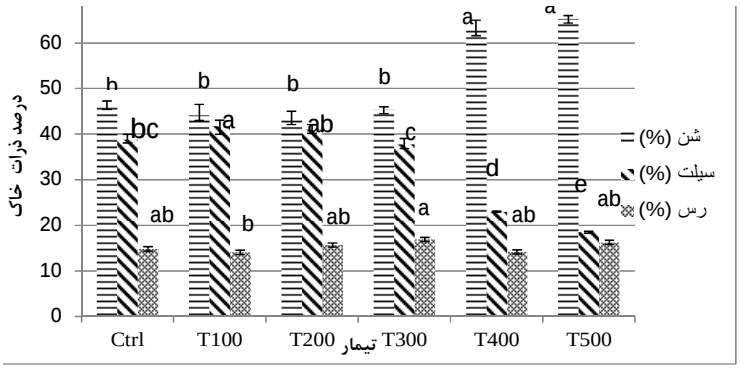
جدول ۴. تجزیه واریانس اندازه ذرات در خاک‌های مختلف

منابع تغییرات	درجه آزادی	رس	سیلت	شن
تیمار	۵	۳/۹۷*	۳۰۴/۱۸**	۳۰۲/۶۲**
خطا	۱۲	۱/۰۰	۰/۸۶	۲/۰۱
ضریب تغییرات	-	۶/۵۳	۲/۷۸	۲/۷۶
p	-	<۰/۰۲	<۰/۰۰۰۱	<۰/۰۰۰۱

*و**: به‌ترتیب معنی‌داری در سطوح احتمال۵ و ۱ درصد

جدول ۵. بافت خاک در تیمارهای مختلف

تیمارها	Ctrl	T100	T200	T300	T400	T500
بافت	لوم	لوم	لوم	لوم	لوم شنی	لوم شنی



شکل ۱. مقایسه میانگین درصد ذرات خاک در تیمارهای مختلف

وجود دارد. در شکل ۱ میانگین درصد اندازه ذرات در خاک‌های مختلف نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود میزان شن با افزایش دما تا ۲۰۰ درجه کاهش یافت اما پس از آن تا ۵۰۰ درجه میزان شن افزایش یافته است. البته این تغییرات تا دمای ۳۰۰ درجه معنی‌دار نبود. طبق نظر زاوالا (۴۶) علت افزایش شن در حقیقت همجوشی ذرات رسی در دماهای بالا و تولید ذراتی با اندازه شن می‌باشد. درصد سیلت نیز با افزایش دما از ۱۰۰ تا ۵۰۰ درجه، کاهش یافت. اما میزان رس تغییر چندانی با افزایش دما نداشت. به این ترتیب بافت خاک در تیمارهای مختلف به‌صورت جدول ۵ تغییر پیدا کرد. استوف و همکاران (۴۰) نیز در بررسی تیمارهای حرارتی در خاک، ۳۰۰ درجه را به‌عنوان مرز تغییر بافت خاک گزارش کردند. اولری و گراهام (۴۲)، بادیا و مارتی (۷) و ترفی و همکاران (۴۱) افزایش میزان شن را در اثر تجمع و گردهمایی ذرات رسی به ذراتی با اندازه شن گزارش کردند. البته گرین و همکاران (۲۶) عدم تغییر در بافت خاک در اثر حرارت دادن را گزارش کردند.

خاک‌ها از نظر چگالی ظاهری در سطح ۵ درصد تفاوت معنی‌داری داشتند به‌طوری‌که در خاک‌های حرارتی، با افزایش دما، چگالی ظاهری کاهش یافت به استثناء تیمار T300. علت کاهش معنی‌دار چگالی در تیمارهای T400 و T500 نسبت به‌تیمار T300 افزایش قابل ملاحظه‌ی شن در آنها می‌باشد.

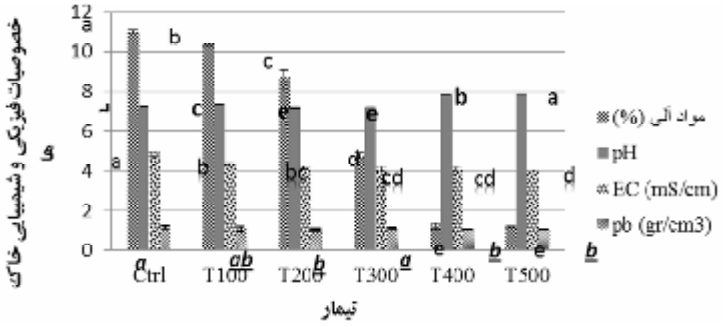
[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

جدول ۶. تجزیه واریانس خصوصیات خاک‌های مختلف

منابع تغییرات	درجه آزادی	ماده آلی (درصد)	چگالی ظاهری (gr/cm^3)	EC (mS/cm)	pH
تیمار	۵	۵۸/۶۹**	۰/۰۰۲*	۰/۲۹۹**	۰/۲۹۵**
خطا	۱۲	۰/۰۶	۰/۰۰۰۶	۰/۰۱	۰/۰۰۰۲
ضریب تغییرات		۰/۰۱۹	۲/۲۷	۲/۲۸	۰/۲
p		<۰/۰۰۰۱	۰/۰۳۲	<۰/۰۰۰۱	<۰/۰۰۰۱

* و** به‌ترتیب معنی‌داری در سطوح احتمال۵ و ۱ درصد



شکل ۲. مقایسه میانگین ماده آلی، چگالی ظاهری (bρ)، هدایت الکتریکی (EC) و pH در تیمارهای مختلف

حداکثر چگالی ظاهری در تیمار شاهد، برابر۱/۱۱ و حداقل آن در تیمار T500، ۱/۰۵ مشاهده شد. این نتیجه با نتایج اندرو و همکاران (۶) مطابقت ندارد. طبق بررسی آن‌ها میزان چگالی ظاهری با حرارت دادن خاک افزایش یافت.

براساس نتایج به‌دست آمده، مقدار ماده آلی تا ۱۰۰ درجه تغییر چشمگیری نداشت زیرا معمولاً حرارت کمتر از ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد بر مقدار ماده آلی بی‌تأثیر است اما با افزایش دما از ۲۰۰ تا۵۰۰ درجه مقدار ماده آلی کاهش یافت البته این کاهش در دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه معنی‌دار نبود، علت این موضوع شاید کاهش ماده آلی در دماهای قبل از ۴۰۰ درجه و از بین رفتن مواد آلی تا قبل از این دما باشد. طبق بررسی استوف و همکاران (۴۰) نیز میزان ماده آلی تا دمای ۲۰۰ درجه تغییری نداشت و دماهای بالاتر از آن کاهش معنی‌داری در ماده آلی ایجاد کردند. مقدار هدایت الکتریکی (EC) و pH نیز در تیمارهای مختلف حرارتی در سطح یک درصد تفاوت معنی‌داری داشتند (جدول ۶). مقدار EC با افزایش دما کاهش یافت علت آن شاید از بین رفتن مواد آلی و معدنی در اثر حرارت بود به‌طوری‌که حداکثر مقدار EC در تیمار شاهد (۴/۸۲ mS/cm) و حداقل آن در تیمار ۵۰۰ درجه (۴ mS/cm) اتفاق افتاد (شکل ۲). میزانpH عصاره اشباع در تمامی خاک‌ها همواره نزدیک خنثی بود، البته مقدار آن تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد حرارت کاهش و پس از آن تا ۵۰۰ درجه افزایش یافت (شکل ۲). این موضوع با نظر بادیا و مارتی (۷) مطابقت دارد. علت افزایش pH در تیمار T500، بالا بودن pH خاکستر می‌باشد (خوانا و همکاران، ۱۹۹۴ به نقل از ۴۰). در واقع افزایش حرارت سبب افزایش خاکستر و درنتیجه pH می‌شود (۴۰).

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

نتیجه‌گیری

در این بررسی به‌منظور تعیین اثر حرارت روی آب‌گریزی خاک اولیه پس از ترکیب با کمپوست در دماهای ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در آون و کوره به‌مدت ۳۰ دقیقه حرارت داده شد. پس از انجام تست‌های آب‌گریزی، تیمار شاهد (خاک اولیه‌ی حرارت ندیده) و خاک حرارت دیده در دمای ۳۰۰ درجه به‌ترتیب دارای WDPT وMED برابر با ۴۵ ثانیه، ۱۷% و ۸۰ ثانیه و ۲۳% بودند. به این ترتیب خاک موردنظر در ابتدا دارای آب‌گریزی اندک بود و سپس با حرارت دادن در ۳۰۰ درجه آب‌گریزی قوی در آن ایجاد شد و با بالاتر رفتن دما، ناگهان آب‌گریزی از بین رفت. بافت خاک نیز در اثر حرارت در دماهای بالا (T400 و T500) تغییر کرد و از لومی به لوم شنی تبدیل شد و میزان شن آن در اثر همجوشی ذرات رسی افزایش یافت. درصد ماده آلی نیز در تیمارهای مختلف با افزایش دما کاهش یافت البته این کاهش در T400 و T500 معنی‌دار نبود. مقدار pH عصاره اشباع نیز تا ۲۰۰ درجه کاهش و پس از آن در تیمار T500 به‌دلیل افزایش خاکستر موجود در خاک، افزایش یافت. کاهش مواد آلی و معدنی و سوختن آن‌ها در اثر حرارت موجب شد در تمام تیمارهای حرارتی با بالا رفتن دما هدایت الکتریکی عصاره خاک کاهش یابد.

منابع مورد استفاده

۱. اعلامنش، پ.، م. ر. مصدقی و ع. ا. محبوبی. ۱۳۸٦. بررسی عوامل مؤثر بر آب‌گریزی و آبپذیری در برخی از خاک‌های همدان. دهمین کنگره علوم خاک ایران.

۲. ذوالفقاری، ع. ا. و م.ع. حاج عباسی. ۱۳۸۷. تأثیر تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات فیزیکی و آب‌گریزی خاک در مراتع فریدون‌شهر و جنگل‌های لردگان. مجله آب و خاک علوم و صنایع کشاورزی. جلد ۲۲، شماره ۲: ۲٦۲-۲۵۱.

۳. صادقی، س. ح. ۱۳۸٦. تحلیل ارتباط فرسایش با پدیده آب‌گریزی خاک. دهمین کنگره علوم خاک ایران.

۴. میر بابایی، م.، م. شعبانپور شهرستانی و ع. ا. ذوالفقاری. ۱۳۹۰. تعیین آب‌گریزی و زاویه تماس آب با خاک در برخی از خاک‌های استان گیلان و بررسی رابطه برخی پارامترها با زاویه تماس آب با خاک. دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران.

5. Alauzis, M. V., M. J. Mazzarino, E. Raffaele and L. Roselli. 2004. Wildfires in NW Patagonia: long-term effects on a Nothofagus forest soil. Forest Ecology and Management. 192 (2–3): 131–142.
6. Andreu, V., A. C. Imeson and J. L. Rubio. 2001. Temporal changes in soil aggregates and water erosion after a wildfire in a Mediterranean pine forest. Catena. 44 (1): 69–84.
7. Badia, D. and C. Marti. 2003. Plant ash and heat intensity effects on chemical and physical properties of two contrasting soils. Arid Land Research and Management. 17: 23–41.
8. Blake, R. G. and K. H. Hartge. 1986. Bulk density. In: Methods of Soil Analysis. Part I. Physical and Mineralogical Methods, Klute A. (ed). Agronomy Series #9, ASA, SSSA: Madison, Wisconsin.
9. Buczko, U., O. Bens and W. Durner. 2006. Spatial and temporal variability of water repellency in a sandy soil contaminated with tar oil and heavy metals. Journal of Contaminant Hydrology. 88: 249–268.
10. Carter, D. J., R. E. Hetherington, G. Momw and D. Nicholso. 1994. Trends in Water Repellency Measurement from Soil Samples at Different Soil Moisture and Land Use. Proc. 2th National Water RepeUency Workshop: 49-57.
11. Crockford, H., S. Topalidis and D. P. Richardson. 1991. Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest, measurements and processes. Hydrology, Process. 5: 405–420.
12. DeBano, L. F., S. M. Savage and D. A. Hamilton. 1976. The transfer of heat and hydrophobic substances during burning. Soil Sci. Soc. of Am. J. 40, 779–782.
13. DeBano, L. F. 1981. Water repellent soils: a state-of-the-art. Gen. Tech. Rep. PSW-46. Berkeley, CA: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. 21 p.
14. DeBano, L. F. 2000a. Water repellency in soils: a historical overview. Journal of Hydrology 231–232, 4–32.
15. DeBano, L. F. 2000b. The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review. J. of Hydrology 231– 232: 195–206.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

16. DeBano, L. F. and J. S. Krammes. 1966. Water repellent soils and their relation to wildfire temperatures. Intl. Assoc. Sci. Hydrol. Bulletin 11: 14–19.
17. Dekker, L. W. and P. D. Jungerius. 1990. Water repellency in the dunes with special reference to The Netherlands. Catena, Suppl. 18: 173– 183
18. Dekker, L. W. and C. J. Ritsema. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil. 1. Potential and actual water repellency. Water Resour. Res. 30: 2507–2517.
19. Doerr, S. H., R. A. Shakesby and R. P. D. Walsh. 1998. Spatial variability of soil hydrophobicity in fire-prone eucalyptus and pine forests, Portugal. Soil Sci. 163: 313–324.
20. Doerr, S. H., R. A. Shakesby and R. P. D. Walsh. 2000. Soil water repellence: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. Earth- Science. Rev 51: 33–65.
21. Doerr, S. H., 2004. Heating effects on water repellency in Australian eucalypt forest soils and their value in estimating wildfire soil temperatures. Intl. J. Wildland Fire 13 (2): 157.
22. Franco, C. M. M., M. E. Tates and J. M. Oades. 1995. Studies on the Non-wettable sands. The role of intrinsic particulate organic matter in the development of water repellency on Non-wetting Sands. Austr. J. Soil Res. 3:253-263.
23. Garcia-Corona, R., E. Benito, E. De Blas and M. E. Varela. 2004. Effects of heating on some soil physical properties related to its hydrological behavior in two north-western Spanish soils. Intl. J. Wildland Fire 13: 195–199.
24. Gee G. H. and J. W. Bauder. 1986. Particle size analysis. *In:* A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 2 physical properties. SSSA, Madison, WI.
25. Giovannini, G. and S. Lucchesi. 1997. Modifications induced in the soil physio-chemical parameters by experimental fires at different intensities. Soil Sci. 162: 479–486.
26. Greene, R .S. B., C. J. Chartres and K. C. Hodgkinson. 1990. The effects of fire on the soil in degraded semi-arid woodland. I. Cryptogram cover and physical and micromorphological properties. Aust. J. Soil Res. 28: 755–777.
27. Greiffenhagen, A., G. Wessolek, M. Facklam, M. Renger and H. Stoffregen. 2006. Hydraulic functions and water repellency of forest floor horizons on sandy soils. Geoderma 132: 182–195.
28. Imeson, A. C., J. M. Verstraten, E. J. Van Mullingen and J. Sevink. 1992. The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forests. Catena 19: 345–361.
29. King, P. M. 1981. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. Aust. J. Soil Res. 19: 275-85.
30. Letey, J., M. L. K. Carrillo and X. P. Pang. 2000. Approaches to characterize the degree of water repellency. J. Hydrol. 231/232: 61–65.
31. March, R. J., X. Arias and A. Sole. 1994. Effects of slash burning on some soil physical properties in an olm-oak coppice. PP: 29–42. *In*: Sala, M. and Rubio, J. F. (Eds.), Soil Erosion and Degradation as a Consequence of Forest Fires. Selection of Papers from the International Conference on Soil Erosion and Degradation as a Consequence of Forest Fires. Barcelona, Spain, Geoforma Ediciones, Logrono, Spain.
32. McGhie, D. A. and A. M. Posner. 1981. The effect of plant top material on the water repellence of fired sands and water-repellent soils. Aust. J. Agric. Res. 32: 609–620.
33. Nelson, D. W. and L. E. Sommers. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: Methods of Soil Analysis. Part 2. Chemical and Microbiological Properties. 2nd ed., Page, A. L. (Ed.), Agronomy Series #9, ASA, SSSA: Madison, Wisconsin.
34. Quyum, A. 2000. Water migration hydrophobic through soils. MSc.Thesis, Dept. of Civil Engineering, Calgary, Alberta.
35. Robichaud, P. R. 1996. Spatially-varied erosion potential from harvested hill slopes after prescribed fire in the Interior Northwest. PhD. Dissertation, University of Idaho, Moscow. 219p
36. Ritsema, C. J., L. W. Dekker, E. G. M. van den Elsen, K. Oostindie and J. L. Nieber. 1997. Recurring fingered flow pathways in a water repellent sandy field soil. Hydrol. and Earth Sys. Sci. 4: 777–786.
37. Savage, S. M. 1974. Mechanism of fire-induced water repellency in soil. Proc. Soil Sci. Soc. Am., 38: 652–657.
38. Savage, S. M., J. Osborn, J. Letey and C. Heaton. 1972. Substances contributing to fire-induced water repellency in soils. Proc. Soil Sci. Soc. Am. 36: 674–678.
39. Shakesby, R. A., C. O. A. Coelho, A. D. Ferreira, J. P. Terry and R. P. D. Walsh. 1993. Wildfire impacts on soil erosion and hydrology in wet Mediterranean forest, Portugal. Intl. J. Wildland Fire 3: 95–110.
40. Stoof, C. R., J. G. Wesseling and C. J. Ritsema C. J. 2010. Effects of fire and ash on soil water retention. Geoderma 159: 276–285.
41. Terefe, T., I. Mariscal-Sancho, F. Peregrina and R. Espejo. 2008. Influence of heating on various properties of six Mediterranean soils. A laboratory study. Geoderma 143 (3–4): 273–280.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]

42. Ulery, A. L. and R. C. Graham. 1993. Forest fire effects on soil color and texture. Soil Sci. Soc. of Am. J. 57 (1): 135–140.
43. Van Dam, J. C., J. M. H. Hendrickx, H. C. van Ommen, M. H. Bannink, M. Th. van Genuchten and L. W. Dekker. 1990. Water and solute movement in a coarse-textured water-repellent field soil. J. Hydrol. 120: 359–379.
44. Wang, Z., L. Wu and Q. J. Wu. 2000. Water-entry value as an alternative indicator of soil water-repellency and wettability. J. of Hydrol. 231–232: 76–83.
45. Witter, J. V., P. D. Jungerius and M. J. Ten Harkel. 1991. Modeling water erosion and the impact of water-repellency. Catena 18: 115–124.
46. Zavala, L. M., A. J. P. Granged, A. Jordan and G. B. Moreno. 2010. Effect of burning temperature on water repellency and aggregate stability in forest soils under laboratory conditions. Geoderma 158: 366–374.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-04-20]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1393.18.68.5.0]